

# TEMPERATURA DE LA ESTRATOSFERA POLAR Y PRECIPITACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN MARZO (1958-2000)

Joan-Albert LÓPEZ-BUSTINS  
*Grupo de Climatología, Universitat de Barcelona*

## RESUMEN

La reciente tendencia negativa significativa de la pluviometría de la mayor parte de la Península Ibérica en marzo es un hecho evidente. En este estudio se busca una posible causa en el comportamiento del vórtice polar en el invierno tardío. La reducción de las temperaturas en la estratosfera polar norte en marzo desde finales de los años 70 ha comportado un reforzamiento de los vientos del oeste en superficie y, consecuentemente, una reducción de las precipitaciones. En las dos últimas décadas ha menguado el número de meses de marzo con unas temperaturas estratosféricas polares anómalamente cálidas, pero han aumentado éstos con un vórtice frío y fuerte. La causa se atribuye a un cambio en la dinámica estratosférica polar al no diluirse el vórtice hasta bien entrada la primavera.

Palabras clave: Precipitación, estratosfera, Península Ibérica, marzo, vórtice polar.

## ABSTRACT

The recent negative significant trend of the precipitation in most of the Iberian Peninsula in March is an obvious fact. This study searches a possible cause in the polar vortex behaviour in late winter. Northern polar stratospheric temperatures drop in March since the end of seventies has lead to a strengthening of the west winds at surface level and, consequently, a rainfall decrease. During the last two decades, the number of March months with warm stratospheric anomaly temperatures has been reduced, but those with a cold and strong vortex have increased. The cause is related to a polar stratospheric dynamic change as the vortex remains longer in spring.

Key words: Rainfall, stratosphere, Iberian Peninsula, March, polar vortex.

## 1. INTRODUCCIÓN

El mes de marzo en el contexto pluviométrico de la Península Ibérica se caracteriza por su tendencia negativa significativa a partir de la segunda mitad del siglo XX (Fig. 1). Especialmente, en el centro y oeste peninsular se detecta un declive constante del 50% a lo largo del período 1960-1997 (PAREDES *et al.*, 2006). Esta reducción también ha sido constatada por otros trabajos similares (NORRANT y DOUGUÉDROIT, 2006; SALADIÉ, 2003). Éste último, se restringe a la región de Catalunya durante la estación

primaveral. Asimismo, un cambio en la frecuencia y morfología de los patrones de circulación atmosférica ha sido también confirmado (ESTRELA *et al.*, 2004; PAREDES *et al.*, 2006). En el sentido que, ha habido una disminución significativa en marzo durante las últimas décadas del paso de frentes atlánticos por la península. Por otro lado, en el seno del proyecto NUCLIER, resultados preliminares apuntan a un aumento significativo de la insolación en el conjunto peninsular durante dicho mes en el período 1971-2000 (SÁNCHEZ LORENZO, 2006, comunicación personal).

El mes de marzo es el período del año con una tendencia pluviométrica desde 1960 destacadamente más significativa y negativa (PAREDES *et al.*, 2006), pero también es el mes con una tendencia más significativa y más negativa en cuanto a las temperaturas de la baja-media estratosfera polar norte desde finales de la década de los 70 (LABITZKE y KUNZE, 2005; LABITZKE *et al.*, 2005; LANGEMATZ y KUNZE, 2006; KIM y CHOI, 2006) (Fig. 2). Aunque los arranques de ambos descensos no son coincidentes, en el presente trabajo se desarrolla la búsqueda de una relación causa-efecto entre ambas variables.

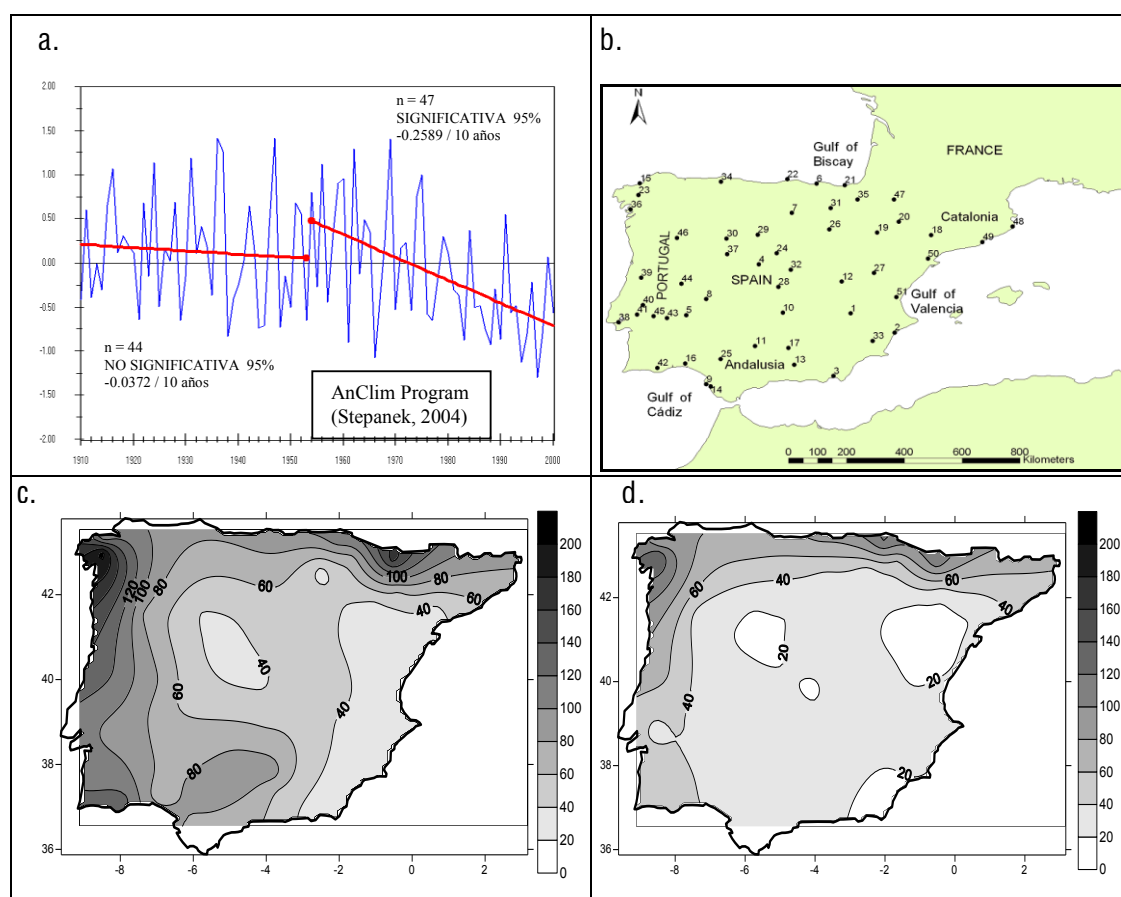


Fig. 1. a. Evolución de la pluviometría de la Península Ibérica mediante 51 series repartidas en el territorio (1910-2000). Se trazan las correspondientes líneas de tendencia para los subperíodos, 1910-1953 y 1954-2000. b. Localización de las 51 estaciones meteorológicas en el territorio peninsular. c. Precipitación media (mm) de la Península Ibérica del mes de marzo durante el período 1951-1975. d. Idem c. durante el período 1976-2000.

## TEMPERATURA DE LA ESTRATOSFERA POLAR Y PRECIPITACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN MARZO (1958-2000)

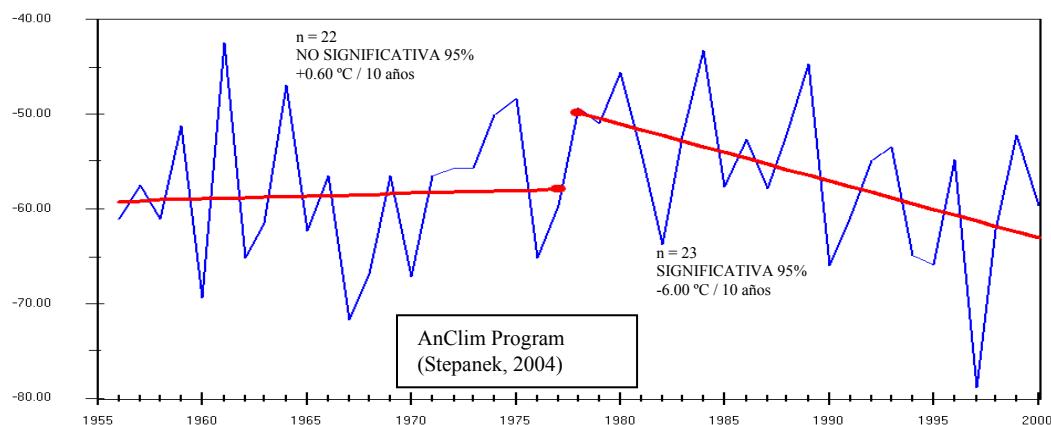


Fig. 2. Evolución de las temperaturas (°C) de la baja-media estratosfera polar (30 hPa) (1956-2000). (El nivel 30 hPa es el analizado por el grupo de investigación de la estratosfera en la Freie Universität, además de ser el nivel junto con el de 50 hPa el que mejor predice el comportamiento de la AO en superficie (SIEGMUND, 2006)).

## 2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍAS

El objetivo del presente trabajo es proponer los cambios recientes del comportamiento estratosférico del vórtice polar en su estado final invernal como causante del descenso acusado de las precipitaciones en el centro y oeste peninsular en el mes de marzo. Se establece el período de estudio 1958-2000, ya que 1958 es el primer año con datos de altura geopotencial en el nivel 30 hPa del Polo Norte en el mes de marzo (Datos de la Freie Universität, Berlin, LABITZKE y colaboradores, 2002). De esta base de datos se obtienen los datos de la temperatura y altura geopotencial de la estratosfera del Polo Norte para este estudio. Se intentará establecer una relación entre las variables estratosféricas (temperatura y altura geopotencial) y la precipitación. La conexión entre ambas se halla en patrones como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) o la Oscilación del Ártico (AO) (THOMPSON y WALLACE, 2000), que es una prolongación de la NAO hasta el Polo Norte. Además, la conexión entre la estratosfera y la troposfera en el Polo Norte es posible por el acoplamiento que acontece entre ambas capas en invierno. Desde noviembre a abril, la predicción de la AO a 10 días vista es más fiable mediante el módulo anular boreal a 150 hPa que con la propia AO (BALDWIN y DUNKERTON, 2005). Este hecho se explica por dicho acoplamiento entre ambas capas atmosféricas a lo largo del invierno, permitiendo que anomalías estratosféricas como los MMW (calentamientos mayores en el seno del invierno) se transmitan desde la estratosfera a la troposfera polar. Del mismo modo, cuando el vórtice se halla muy frío y fuerte en altura se propaga con el mismo comportamiento en superficie reforzando los vientos del oeste (BALDWIN y DUNKERTON, 1999, 2001 y 2005; LOPEZ-BUSTINS *et al.*, 2006; OMRANI *et al.*, 2006).

Teniendo en mente el recorrido de la anomalía estratosférica hasta la precipitación ibérica, se dividirá el período de estudio en dos (1958-1979 y 1979-2000), con el propósito de separar el primer período, en que la temperatura estratosférica polar se mantiene estable, del reciente, donde tiene lugar el acusado descenso de ésta. El análisis de las variables es mediante un juego de correlaciones para comprobar como se transmiten las anomalías. No obstante, se recurre al análisis de componentes principales

y conglomerados (*clustering*) para establecer una clasificación sinóptica objetiva a resolución diaria de dos grupos distintos de días de marzo en el apartado 3.3.

### 3. ANÁLISIS Y RESULTADOS

#### 3.1. La AO como patrón conector del comportamiento estratosférico

Es cierto que la NAO es el patrón más explicativo del comportamiento pluviométrico de la mayor parte de la Península Ibérica en el semestre frío (RODÓ *et al.*, 1997; ESTEBAN-PARRA *et al.*, 1998; MARTÍN-VIDE *et al.*, 1999; MARTÍN-VIDE y FERNÁNDEZ BELMONTE, 2001; RODRÍGUEZ-PUEBLA *et al.*, 2001, GALLEGO *et al.*, 2005; PAREDES *et al.*, 2006); pero, la AO es la oscilación que delimita mejor esas zonas susceptibles de ser influidas por el comportamiento del vórtice polar. El índice de la NAO (NAOi) alcanza unas correlaciones más elevadas y más extensas en el territorio peninsular, mientras el índice de la AO (AOi) restringe sus correlaciones significativas a la mitad oeste peninsular y al Pirineo aragonés; pues, se excluyen áreas como la fachada cantábrica, Catalunya, campo de Alicante y una estrecha franja interior de la fachada mediterránea, que se hallan significativamente correlacionadas con la NAO.

En la representación de las tendencias pluviométricas de las 51 series en el período 1958-2000, Santiago de Compostela, en el extremo noroeste peninsular, y Canfranc, en el Pirineo aragonés, padecen las reducciones más importantes (Fig. 3a), aunque no necesariamente las más significativas, ya que se hallan en las áreas más lluviosas de la península en marzo (Fig. 1c y 1d). Las zonas punteadas en la figura 3a muestran toda el área peninsular con una tendencia negativa y significativa de precipitación en marzo en el período de análisis. El contorno que delimita la zona punteada se asemeja más a la distribución de correlaciones del AOi que a la del NAOi (Fig. 3b). El NAOi es significativo en regiones, como Catalunya o en puntos del Sistema Central y proximidades (Ávila y Toledo), que no tienen un descenso pluviométrico significativo (Fig. 3c). Murcia es el único punto donde no tiene lugar una disminución, pero también es el único enclave donde el AOi se correlaciona claramente en signo positivo, aunque no significativamente. A pesar de estas discrepancias entre la AO y la NAO, cabe recordar que la AO es una prolongación de la NAO hasta el Polo Norte y, por tanto, durante el período de estudio hay una elevada correlación entre ambas oscilaciones ( $r +0.81$ ).

Este descenso pluviométrico de las series con una tendencia significativa negativa (36 de las 51) en la segunda mitad del siglo XX se justifica por el incremento, aunque no significativo al 0.05 ( $+0.278/10$  años), del AOi. También se incrementa, aunque tampoco significativamente ( $+0.238/10$  años), el patrón de circulación más frecuente en marzo del período de referencia 1961-1990 (LOPEZ-BUSTINS *et al.*, 2006), que es una circulación sinóptica representativa de la fase positiva de la AO, es decir, una circulación del oeste bien establecida. Para este estudio, se analizó previamente la evolución de la frecuencia de este patrón a lo largo de 1958-2000 correlacionándose con cada uno de los días de los meses de marzo. Por otro lado, si se atiende a las correlaciones existentes entre la precipitación, el AOi y este patrón representativo en marzo, se comprueba que la pluviometría se explica mejor con la variabilidad del patrón de circulación ( $-0.66$ ) que con el propio AOi ( $-0.48$ ), siendo la correlación elevada entre

## TEMPERATURA DE LA ESTRATOSFERA POLAR Y PRECIPITACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN MARZO (1958-2000)

ellos (+0.76). Este hecho indica que también debe prestarse atención a las principales circulaciones sinópticas que tienen lugar en el mes de marzo, y no solamente a los índices.

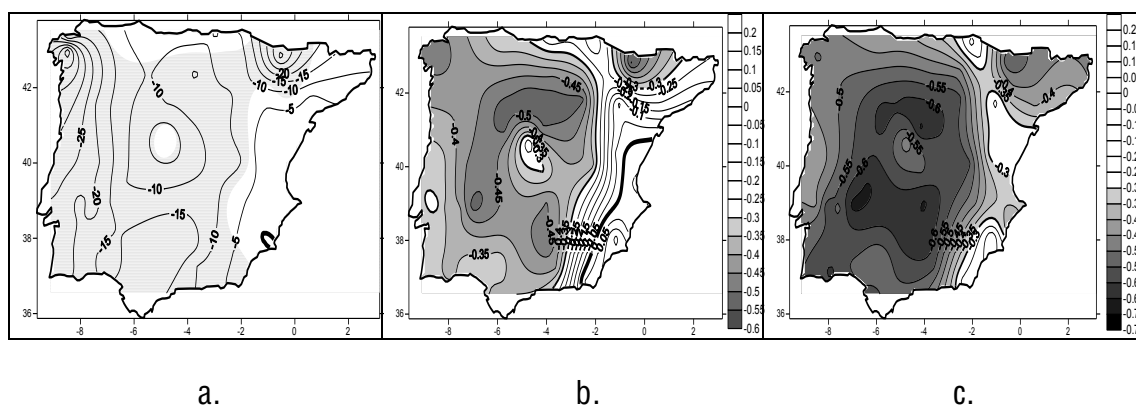


Fig. 3. a. Distribución de la variación cada 10 años de la precipitación en mm en el período 1958-2000 en marzo (el área punteada es significativa al 95% del nivel de confianza) (AnClim Program, Stepanek, 2004). b. Distribución del coeficiente de correlación de Pearson entre la precipitación de la Península Ibérica y el AOI en marzo en el período 1958-2000 (el área sombreada es significativa al 95% del nivel de confianza). c. Idem b, pero con el NAOI.

### 3.2. Discrepancias en el acoplamiento estratosfera-troposfera entre los subperíodos 1958-1979 y 1979-2000

Los estudios que apuntan a dicho acoplamiento son demasiado recientes para ser concluyentes. No obstante, progresivamente la estratosfera tiene un mayor peso en la predictabilidad de la troposfera (CHRISTIANSEN, 2006 y SIEGMUND, 2006). La irregularidad temporal y espacial de la transmisión de las anomalías de la estratosfera a la troposfera aún no se ha conseguido explicar con concreción. Se debe tener en mente que el AOI tiene su propia variabilidad en superficie independientemente del modo anular en altura.

Se divide el período de estudio en dos subperíodos: 1958-1979 y 1979-2000. El segundo de ellos coincide con un descenso significativo de la temperatura estratosférica polar. El objetivo es comprobar si la correspondencia entre ambas capas atmosféricas es regular o irregular en el período 1958-2000; pues, se ha constatado en algún trabajo cierta irregularidad en el tiempo de dicho acoplamiento (BALDWIN y DUNKERTON, 1999).

Se trazan tendencias para ambos subperíodos a pesar de su corta longitud temporal. No se trata de cifrar la tendencia, sino de evaluar si la evolución es correspondiente entre ambas capas. LABITZKE y KUNZE (2005) ya analizaron que la tendencia de la temperatura de la estratosfera polar a 30 hPa en marzo era casi nula si se consideraba todo el período (1957-2001), detectando el inicio del descenso en 1979. No obstante, la pluviometría peninsular en marzo comenzó su descenso en 1960 (PAREDES *et al.*, 2006), así lo confirma la tendencia negativa significativa de la serie promedio de los 36 observatorios significativos en el período 1958-2000 (-0.367/ 10 años).

La temperatura tiene unas tendencias opuestas entre ambos subperíodos. En el primero, ésta asciende, y en el segundo, desciende acusadamente (Fig. 4a). La altura geopotencial se comporta de modo similar aunque en el primer período no muestra un ascenso tan claro como la temperatura (Fig. 4b). El AOi y la precipitación descienden en ambos tramos (Fig. 4c y 4d).

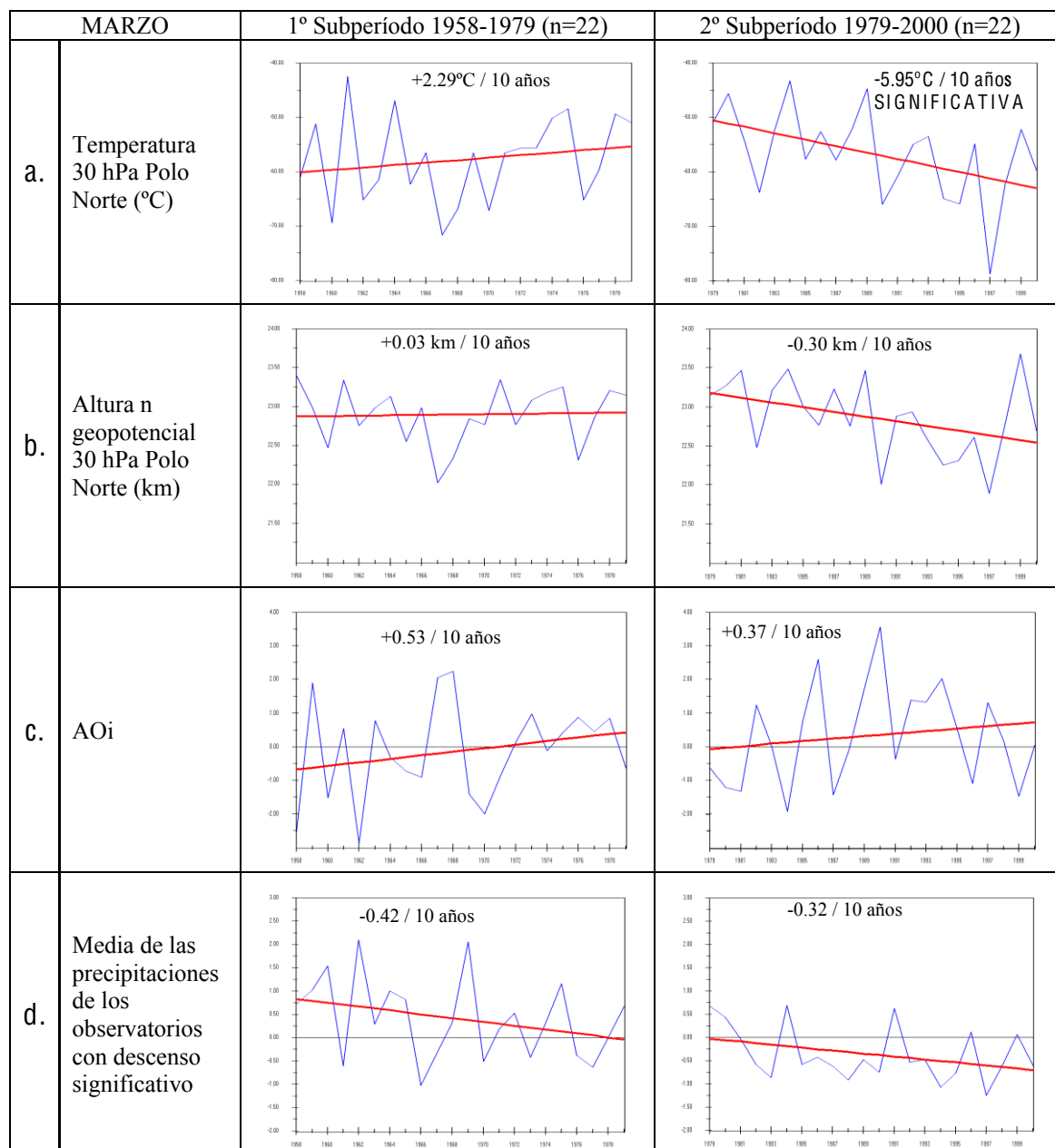


Fig. 4. a. Evolución y tendencia de la temperatura estratosférica polar a 30 hPa durante los subperíodos 1958-1979 y 1979-2000. b. Idem a. pero para la altura geopotencial. c. Evolución y tendencia del AOi en cada subperíodo. d. Idem c. pero para la precipitación promedio de los observatorios con descenso significativo. (AnClim, Stepanek, 2004).

Indistintamente de si las tendencias son significativas o no, éstas son coherentes en el segundo tramo. En el primero, parece no haber correspondencia evidente entre la estratosfera y la troposfera. Esto se confirma mediante la correlación entre las variables (Tabla 1). La temperatura y la altura geopotencial en la estratosfera polar siempre son

próximas. Pero, su relación con el AOi en superficie no siempre es igual tal como se ha comentado con anterioridad. En el primer período, las correlaciones entre las variables estratosféricas y el AOi no son significativas, pero sí que lo son en el segundo período, y por tanto, también lo son con la precipitación. Incluso, el AOi tiene una mejor relación con la precipitación durante el segundo tramo. Esto se explica por la mayor dinámica que adquiere el AOi en sus fases positivas en la segunda mitad del período 1958-2000. Una mayor dinámica implica un incremento de su influencia como ocurre en su interacción con patrones regionales como la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) (MARTIN-VIDE y LOPEZ-BUSTINS, 2006). Asimismo, este segundo período se presenta con un satisfactorio acoplamiento entre ambas capas que puede explicarse por el reforzamiento y enfriamiento del vórtice polar en la estratosfera a finales de invierno durante las últimas décadas, permitiéndose consecuentemente una mayor propagación hacia la troposfera. Además, la distribución de los coeficientes de correlación entre las distintas variables y la precipitación durante ambos períodos refuerza la idea de una nula relación estratosfera-troposfera durante el primero. Durante este primer espacio temporal no se detectan áreas pluviométricas significativamente correlacionadas con la temperatura o la altura geopotencial (Fig. 5). En cambio, en el segundo subperíodo, las mayores correlaciones se hallan en la mitad oeste peninsular, sobretodo, en la franja noroeste (Galicia y norte de Portugal) y en la franja inmediatamente a sotavento de los relieves mediterráneos (Albacete, Cuenca y Teruel). Los dos puntos con un mayor descenso pluviométrico, Canfranc y Santiago de Compostela, obtienen en este segundo período con la altura geopotencial las correlaciones más elevadas de todo el territorio peninsular.

Tabla 1. COEFICIENTES DE CORRELACIÓN ENTRE LAS DISTINTAS  
VARIABLES EN ORDEN DE PROPAGACIÓN DE LA INFLUENCIA DE LA  
ESTRATOSFERA A LA TROPOSFERA (LOS COEFICIENTES EN NEGRITA SON  
SIGNIFICATIVOS AL 0.05).

		Período 1958-2000	1º subperíodo 1958-1979	2º subperíodo 1979-2000
1	Temp 30 hPa/ Altura Geop 30 hPa	+0.79	+0.79	+0.82
2	Temp 30 hPa/ AOi	-0.13	+0.13	-0.43
	Alt Geop 30 hPa/ AOi	-0.48	-0.26	-0.65
3	Temp 30 hPa/ Precipitación	+0.16	-0.02	+0.59
	Alt Geop 30 hPa/ Precipitación	+0.24	+0.01	+0.59
	AOi/ Precipitación	-0.48	-0.40	-0.61

### 3.3. Análisis de los meses de marzo extremadamente cálidos y fríos en la estratosfera polar en el período de acoplamiento 1969-2000

Se considera de forma subjetiva una relación acorde entre la temperatura estratosférica y la pluviometría peninsular a partir de 1969 según la evaluación visual de la figura 6a. En estos 32 años se distinguen esos meses de marzo cálidos, o muy cálidos, de los fríos, o muy fríos, según su temperatura en la estratosfera polar a 30 hPa. La media del período 1958-2000 es -57.4 °C. La horquilla de valores estandarizados (-0.75, 0.75) se establece para constituir ambos grupos. Estos valores normalizados corresponden a las temperaturas (-63.4 °C, -51.4 °C) (Fig. 6b).

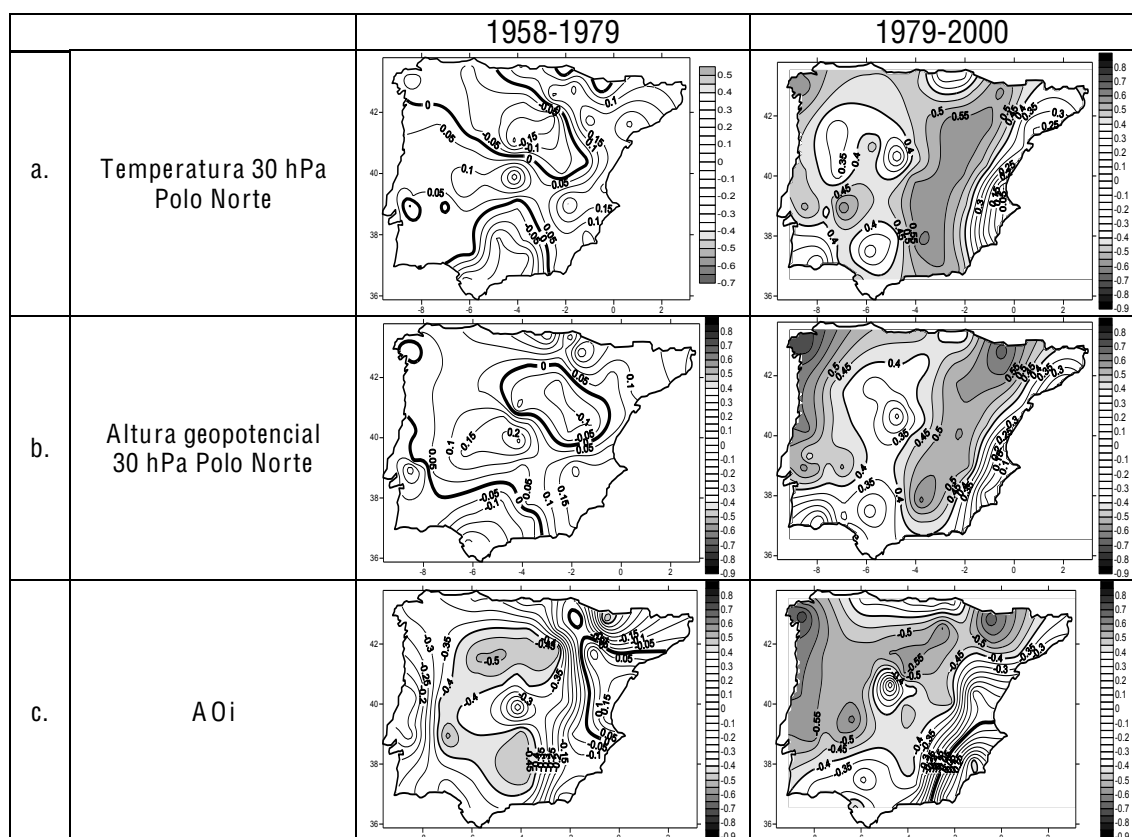


Fig. 5. a. Distribución de los coeficientes de correlación entre la temperatura 30 hPa del Polo Norte y la precipitación durante ambos subperíodos: 1958-1979 y 1979-2000. (El área sombreada es significativa al 95% del nivel de confianza). b. Idem a. pero entre la altura geopotencial y la precipitación. c. Idem a. pero entre el AOi y la precipitación.

La selección ha permitido formar dos grupos de 7 meses de marzo: cálidos (1974, 1975, 1978, 1980, 1984 y 1989) y fríos (1970, 1976, 1982, 1990, 1994, 1995 y 1997). Nótese que los meses extremos fríos son más recientes que los cálidos, reafirmando la idea del enfriamiento estratosférico polar en marzo.

Se tienen dos grupos de 217 días cada uno (31 días de marzo por 7 años), los cuales se clasifican objetivamente para detectar los patrones más frecuentes en cada uno y ponerlo en relación con las anomalías de precipitación. La metodología a emplear será una extracción de las principales componentes a partir de una matriz de correlaciones. La matriz utilizada es del modo T (HUTH, 1996; MAHERAS *et al.*, 2004), en que las variables son los días (217) y los casos los puntos de una malla de presión superficial. La resolución de ésta es de 2.5° por 2.5° comprendiendo la ventana (70° N: 30° N; 30° O: 20° E) (*NCEP-NCAR Reanalysis*, CRU), por tanto, 357 casos. La ventana alcanza altas latitudes, sin centrarse entorno al contexto geográfico de la Península Ibérica, con el fin de reflejar el comportamiento del vórtice polar en superficie. La extracción será de los primeros seis factores, que contienen alrededor del 90% de la varianza en ambos grupos, con una rotación VARIMAX (ESTEBAN *et al.*, 2005). Una vez extraídos los 6 factores, 12 patrones reales son posibles, uno por cada una de sus fases, positiva o negativa. Cada componente principal se correlaciona con cada una de las otras variables (días) para detectar a cuál se asemeja más, ya sea en su fase positiva o negativa. De este



# TEMPERATURA DE LA ESTRATOSFERA POLAR Y PRECIPITACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA EN MARZO (1958-2000)

modo se establece el análisis de conglomerados en 12 grupos. Se promedian los días comprendidos dentro de cada grupo, obteniéndose un patrón de circulación real promedio para cada grupo. Cada día tiene un valor del AOi que al mismo tiempo también se promedia, resultando un valor medio para el patrón representante.

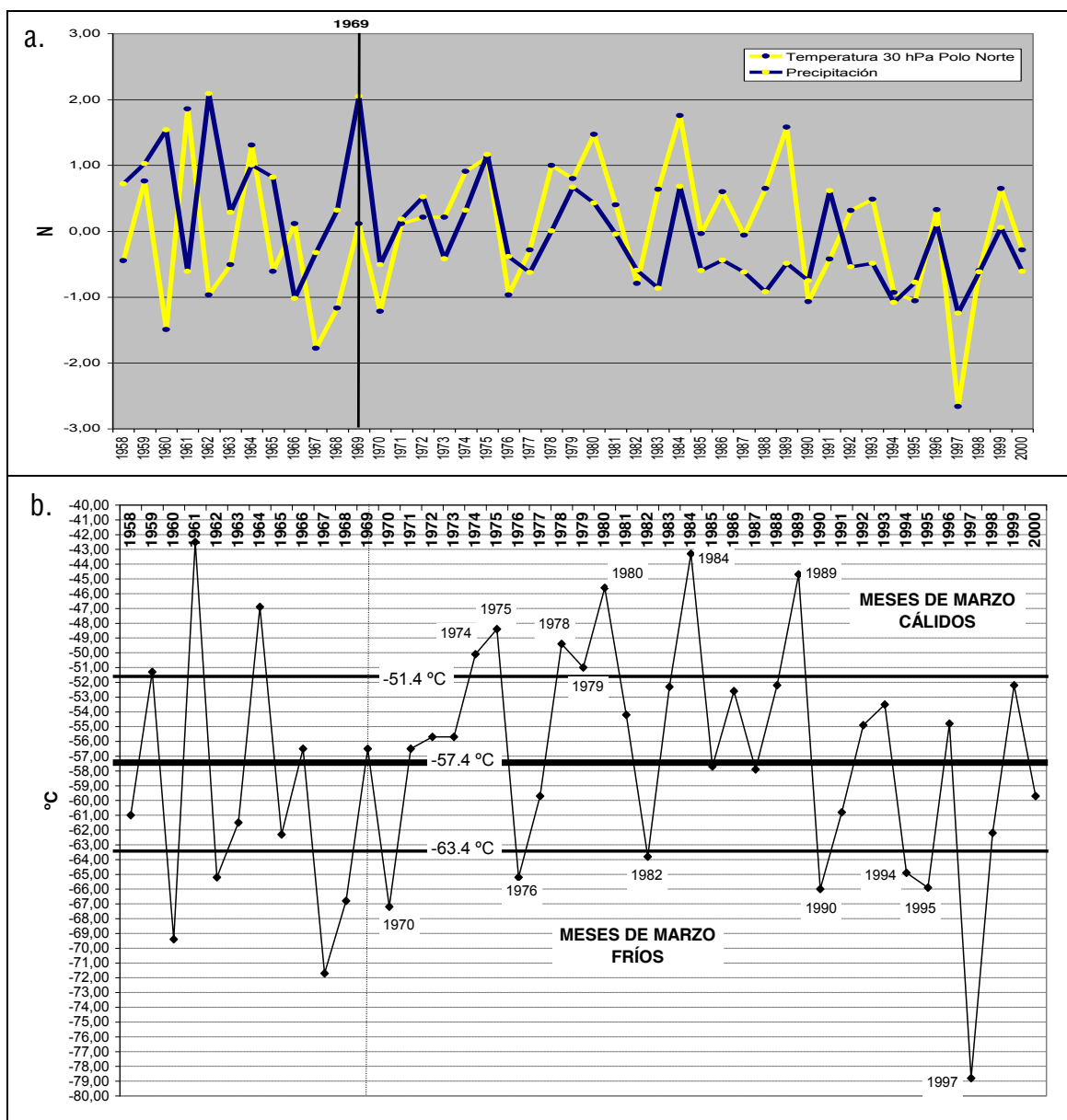


Fig. 6. a. Evolución de la temperatura estratosférica 30 hPa Polo Norte y de la precipitación media de los observatorios peninsulares con un descenso significativo (1958-2000). b. Evolución de la temperatura estratosférica 30 hPa Polo Norte con sus correspondientes umbrales para la selección de meses de marzo extremos.

Para cada grupo de los meses de marzo se muestran los 3 patrones más frecuentes, que normalmente coinciden con las tres primeras componentes en su fase positiva (Fig. 7 y 8). En estas figuras también se incluye el primer EOF de cada grupo, el cual se asemeja con bastante exactitud al patrón real deducido de la fase positiva de la primera componente (PC1+), justificándose así la correcta funcionalidad de la matriz del modo T.

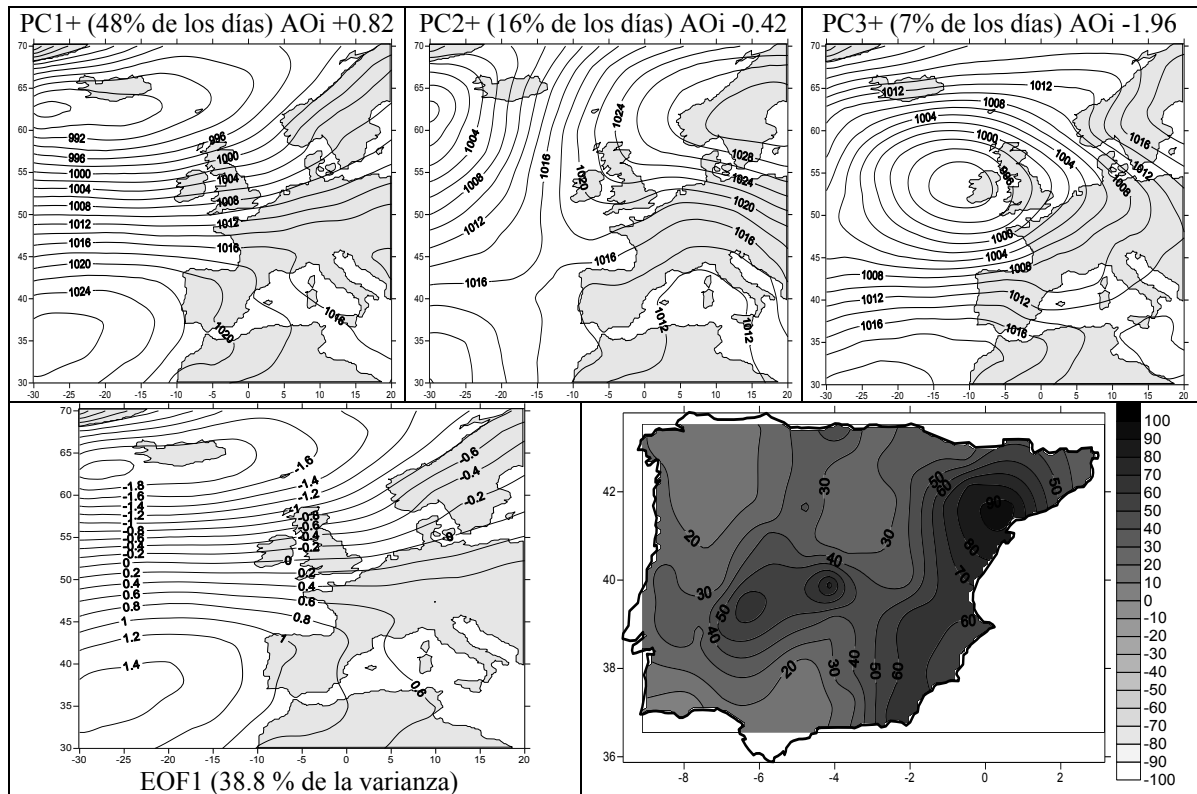


Fig. 7. Patrones reales de circulación más frecuentes durante los 7 meses de marzo con una estratosfera polar anómalamente cálida (1974, 1975, 1978, 1980, 1984 y 1989). El primer EOF resultante del análisis por componentes principales con la el valor % de la varianza explicada. Anomalías pluviométricas en % respecto al periodo 1958-2000.

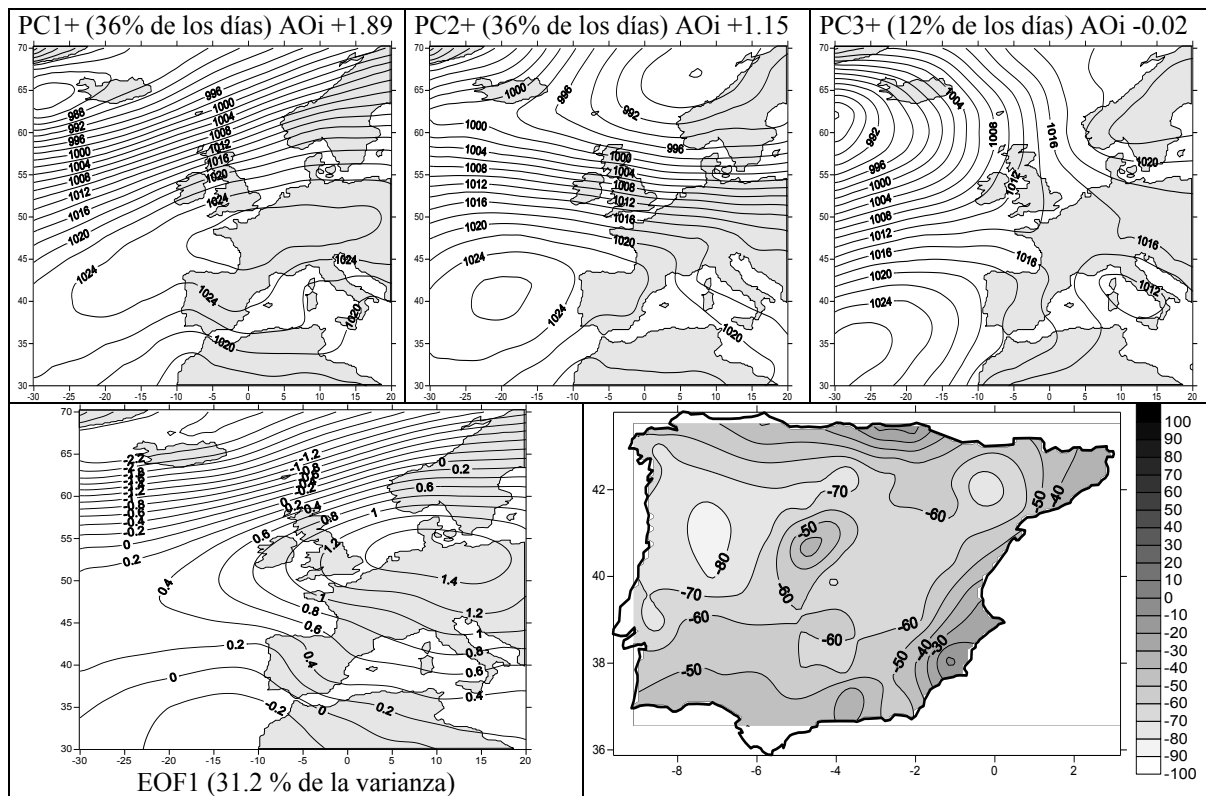


Fig. 8. Idem 7, pero para los 7 meses de marzo con una temperatura estratosférica polar anómalamente fría (1970, 1976, 1982, 1990, 1994, 1995 y 1997).

El patrón más frecuente durante los meses de marzo cálidos es una circulación del oeste desplazada hacia latitudes más meridionales, correspondiéndose con una fase del AOi positiva pero debilitada. En cambio, en esos meses de marzo fríos, se refuerza la fase del AOi, con un cierto reforzamiento de los centros de acción, y un desplazamiento hacia Europa Central del anticiclón atlántico. De tal forma, que mientras se acontecen meses de marzo secos en la mayor parte de la Península Ibérica, agravándose en el extremo oeste, la fachada mediterránea, y sobretodo en el sudeste, tiene lugar una modesta caída de las precipitaciones. La explicación se halla en que el PC1+ de los meses de marzo fríos, en primer lugar, se corresponde con una fase negativa del WeMOi al aumentar la presión en Centro de Europa, y éste índice se correlaciona muy satisfactoriamente con la pluviometría en la fachada mediterránea en invierno; incluso, este PC1+ explica la relación opuesta entre la WeMO y la AO en invierno hallada en los análisis de MARTIN-VIDE y LOPEZ-BUSTINS (2006). En segundo lugar, esta fase negativa de la WeMO son situaciones sinópticas que se corresponden con advecciones de E-NE que favorecen precipitaciones en el cuadrante sudeste, sobretodo, en la región de Murcia y campo de Alicante. En el golfo de Vizcaya, los meses fríos también causan una disminución de la precipitación, pero también amortiguada porque el PC2+ muestra unos flujos de noroeste que conllevan ciertas precipitaciones en la zona. Nótese que todas esas áreas con un modesto descenso de la pluviometría es donde el AOi tiene una menor influencia (Fig. 3b). Finalmente, volviendo a los meses de marzo cálidos, la fachada mediterránea obtiene unos incrementos pluviométricos por el segundo patrón de circulación más frecuente, que favorece la formación de una baja en el seno de la Mediterránea Occidental con un frente de regresión (ESTRELA *et al.*, 2002) por ubicarse un fuerte anticiclón de bloqueo en Escandinavia. El incremento más modesto del resto de la península en los meses cálidos se asocia al desplazamiento hacia al sur de su PC1+ respecto al PC1+ de los meses fríos, pero también, por la aparición de bajas en el noroeste peninsular como muestra el PC3+ de los meses cálidos con una pronunciada fase negativa de la AO. En definitiva, los meses fríos se asocian a fases positivas extremas del AOi, y los cálidos a unas más bien negativas. De ahí, la correlación positiva de distintas áreas de la península, a excepción de la franja mediterránea y el golfo de Vizcaya, con las temperaturas estratosféricas del Polo Norte. Además, el detrimento de la precipitación peninsular en marzo se puede poner en relación con la ocurrencia de ningún mes de marzo cálido, por contra de 4 de fríos, en la última década del siglo XX.

#### 3.4. Variabilidades opuestas entre el noroeste y el sureste peninsular

En 1997 acontece el mes de marzo más frío (-78.8 °C) de todo el período de estudio, con un AOi claramente positivo (+1.30). En consecuencia, la precipitación de Santiago y Canfranc fueron de 0 mm y 3.9 mm respectivamente, cuando sus medias de marzo para el período 1958-2000 son 170.9 mm y 146.1 mm respectivamente. En marzo de 1997, el 82.4% de los 51 observatorios de estudio registraron una precipitación inferior a los 5 mm. Los únicos observatorios que registraron valores cercanos a su media fueron Alicante (25.8 mm, media 23.4 mm) y Murcia (23.4 mm, media 25.0 mm), gracias a los vientos de NE favorecidos en el PC1+ (Fig. 8) en los meses de marzo fríos.

En 1984, tiene lugar el segundo mes de marzo más cálido (-43.3 °C) de todo el período, pero el que más del segundo subperíodo, con una fase muy negativa del AOi (-1.93). En consecuencia, Santiago de Compostela y Canfranc registraron 204.7 mm y 230.0 mm

respectivamente. En cambio, Alicante y Murcia, 12.1 mm y 15.3 mm respectivamente. En 1984, el patrón dominante en marzo fue el PC3+, cuando el PC2+ apenas tuvo presencia (cómputo en la tabla detallada que no se expone). Por tanto, se comprueba que durante algunos meses de marzo cálidos puede tener lugar un cierto detrimento pluviométrico en el sureste peninsular.

### 3.5. La dinámica a principios del siglo XXI

La falta de ocurrencia de meses de marzo cálidos en la estratosfera polar en la última década, mientras han acontecido 4 de fríos, es un hecho evidente que explica parte del descenso pluviométrico peninsular en marzo. El último mes cálido fue en 1989, pero en ese mismo año, el AOi se hallaba muy positivo en los meses de enero (+3.62) y febrero (+3.60), contagiando en consecuencia, una fase positiva también al mes de marzo (+1.74). De este modo, se evitó la propagación del calentamiento estratosférico a la troposfera por la propia variabilidad del vórtice polar en superficie o de la AO (BALDWIN y DUNKERTON, 1999 y 2005; LOPEZ-BUSTINS *et al.*, 2006). No obstante, es distinto a lo ocurrido en el último calentamiento estratosférico en 2005 (-52 °C) (LANGEMATZ y KUNZE, 2006), en que el AOi (-1.35) se presentó con una fase negativa, pero en cambio no palió la sequía que padecía en esos momentos la Península Ibérica. La explicación la hallaron GARCIA-HERRERA *et al.* (2006) en un desplazamiento de la situación de bloqueo hacia el sur, y en general, de toda la dinámica atmosférica, favoreciéndose entonces fuertes precipitaciones en las Islas Canarias. Finalmente, solamente marzo de 2004 destacó por ser muy frío (-71 °C, LABITZKE *et al.*, 2005), con una cierta reducción de las precipitaciones (Santiago de C. 114.6 mm y Canfranc 128.4 mm). Hasta el 2005 permanece una racha de 21 años desde 1984 sin un destacado calentamiento estratosférico en marzo que provoque un incremento de la pluviometría en dicho mes.

## 4. CAUSAS DEL REFORZAMIENTO DEL VÓRTICE POLAR DURANTE EL INVIERNO TARDÍO

Las distintas teorías que apuntan a este enfriamiento estratosférico polar en el mes de marzo se basan en el retraso de la aparición del calentamiento final cuando se diluye el vórtice polar invernal. Normalmente, debe acontecer en marzo o abril, pero ha sufrido un retraso significativo en la última década, ocurriendo con mayor frecuencia en los meses de abril o mayo. Éste retraso puede ser por el llamado enfriamiento tardío invernal, que sucede en años en que ha sucedido un calentamiento estratosférico en enero o febrero previamente (LABITZKE *et al.*, 2005); pues a principios del siglo XXI han acontecido varios de seguidos. Por lo contrario, estos calentamientos cuando son de magnitud mayor pueden mantener perturbada la circulación del oeste en la troposfera hasta bien entrado marzo, provocando un efecto contrario al incrementar la pluviometría en el oeste peninsular, tal como ha sucedido en el presente año 2006 (LOPEZ-BUSTINS *et al.*, 2006). LANGEMATZ (2000) atribuye el descenso de estas temperaturas en marzo a la reducción de ozono estratosférico en el período 1980-2000 mediante simulaciones con el modelo berlinés Climate Middle Atmosphere (CMAM). REX *et al.* (2004) apuntan a un incremento firme en el potencial de formación de nubes estratosféricas, las cuales solamente se forman bajo temperaturas muy frías, por una pérdida de ozono. Su causa es una combinación de un cambio climático a largo plazo y por el incremento antropogénico de halógenos en la estratosfera. Aunque LABITZKE y

KUNZE (2005) anuncian que es demasiado temprano para afirmar un cambio real en la circulación, estas teorías en su conjunto permiten especular un detrimento de la temperatura en marzo por un incremento de los gases CFC. SHINDELL *et al.* 2001 atribuyen principalmente a los gases de efecto invernadero el reforzamiento del vórtice polar invernal según el modelo climático de la atmósfera media del Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISS). Es así, que un aumento de estos gases favorece la destrucción de ozono estratosférico polar, y con ello el enfriamiento del vórtice, que al mismo tiempo se adentra en la primavera con una mayor exposición a la radiación solar. La teoría se basaría en una retroalimentación positiva al favorecerse una destrucción de ozono continuada en marzo por unas temperaturas más bajas y una exposición mayor a la radiación solar.

## 5. CONCLUSIONES

- Del período de estudio 1958-2000 es en el segundo subperíodo (1979-2000) cuando existe un buen acoplamiento entre la troposfera y la estratosfera polar, que se refleja en las tendencias coherentes y las correlaciones satisfactorias entre la temperatura y la altura geopotencial estratosférica polar a 30 hPa y, el AOi y las precipitaciones de la Península Ibérica. No obstante, no justifica el inicio del descenso de la precipitación peninsular desde 1960.
- Las temperaturas enfriadas en la estratosfera polar en la década de los 90 han menguado las precipitaciones en la Península Ibérica, sobretudo en su mitad occidental, por un reforzamiento de los vientos del oeste. La causa principal es el cese de la ocurrencia de meses cálidos.
- La fachada Mediterránea, sobretudo en el sudeste, es donde se acontece una reducción más amortiguada. En el reforzamiento de la circulación del oeste en los meses de marzo fríos, el anticiclón atlántico se desplaza hasta Europa Central favoreciendo flujos del E-NE que aportan humedad al este peninsular, y en mayor medida a la región de Murcia por su ubicación geográfica al sur del golfo de Valencia.
- El mes de marzo más frío de todo el período de estudio 1958-2000 en la estratosfera polar, 1997, se corresponde con el mes de marzo más seco de todo el período. Se registraron menos de 5 mm en más del 80% de los 51 observatorios de estudio.
- Las causas del enfriamiento estratosférico polar en marzo son aún una incógnita. Los distintos estudios apuntan a un cambio en la dinámica estratosférica polar a largo plazo por un alargamiento de la permanencia del vórtice polar invernal hasta bien entrada la primavera.

## 6. AGRADECIMIENTOS

El autor disfruta de una beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación y Ciencia. Este trabajo se ha llevado a cabo en el seno del *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona (2005SGR01034) y del Proyecto IPIBEX (CGL2005-07664-C02-01). Y por último, se agradece al Dr. Vicente-Serrano la aportación y homogeneización de las 51 series de precipitación.

NCEP-NCAR Reanalysis Project data (Climatic Research Unit):

<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/>

## 7. REFERENCIAS

- BALDWIN, M.P. y DUNKERTON, T.J. (1999): "Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere". *Journal of Geophysical Research*, 104 (24), 30937-30946.
- BALDWIN, M.P. y DUNKERTON, T.J. (2001): "Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes". *Science*, 294, 581-584.
- BALDWIN, M.P., DUNKERTON, T.J. (2005): "The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling". *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67, 71-82.
- CHRISTIANSEN, B. (2006): "On the use of stratospheric information in extended range forecasts of the near surface weather". *European Geosciences Union General Assembly in Vienna*. Comunicación oral.
- ESTEBAN, P.; JONES, P.D.; MARTIN-VIDE, J.; MASES, M. (2005): "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees". *International Journal of Climatology*, 25, 319-329.
- ESTEBAN PARRA, M.J.; RODRIGO, F.S. y CASTRO-DÍEZ, Y. (1998): "Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992". *International Journal of Climatology*, 18, 1557-1574.
- ESTRELA, M. J.; MILLÁN, M.; PEÑARROCHA, D. y PASTOR, F. (2002): *De la Gota Fría al Frente de Retroceso. Las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana*. CEAM, Alzira (València), 260 pp.
- ESTRELA, M.J.; MIRÓ, J.; PASTOR, F. y MILLÁN, M. (2004): "Precipitaciones por frentes atlánticos en la Comunidad Valenciana: Cambios y tendencias en las últimas décadas. En: *XXVIII Jornadas Científicas de la AME*. Universidad de Extremadura, Badajoz.
- GALLEGO, M.C.; GARCÍA, J.A. y VAQUERO, J.M. (2005): "The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula". *Climate Research*, 29, 103-109.
- GARCIA-HERRERA, R.; PAREDES, D.; TRIGO, R.M., TRIGO, I.F. (2006): "The outstanding 2004-2005 drought in the Iberian Peninsula: IMpacts and atmospheric circulation associated". *Journal of Hydrometeorology*, (en evaluación).
- HUTH, R. (1996): "An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods". *International Journal of Climatology*, 16, 893-922.
- KIM, D. y CHOI, W. Decadal and year-to-year variations of the Arctic lower-stratospheric temperature for the month of March and their relationship with Eddy heat flux". *International Journal of Climatology* (en prensa).
- LABITZKE, K. y colaboradores (2002): The Berlin Stratospheric Data Series, CD from Meteorological Institute, Free Univeristy of Berlin.
- LABITZKE, K. y KUNZE, M., (2005): "Stratospheric temperatures over the Arctic: Comparison of the three data sets". *Meteorologische Zeitschrift*, 14 (1), 65-74.
- LABITZKE, K., NAUJOKAT, B. y KUNZE, M., (2005): "The Lower Arctic Stratosphere in Winter since 1952: an Update". *Sparc Newsletter*, 24, 27-28.
- LANGEMATZ, U. (2000): "An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperature". *Geophysical Research Letters*, 27 (24), 2077-2080.
- LANGEMATZ, U. y KUNZE, M. (2006): "An update of observed changes in polar stratospheric temperature and vortex dynamics". *European Geosciences Union General Assembly in Vienna*. Comunicación póster.
- LOPEZ-BUSTINS, J.A.; ESTEBAN, P.; LABITZKE, K. y LANGEMATZ, U. (2006): "Major Mid-Winter Warmings and Iberian Peninsula Rainfall". *European Geosciences Union General Assembly in Vienna*. Comunicación póster.

- MAHERAS, P.; XOPLAKI, E.; DAVIES, T.; MARTIN-VIDE, J.; BARRIENDOS, M. y ALCOFORADO, M.J. (1999): "Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990". *International Journal of Climatology*, 19, 1697-1715.
- MARTÍN VIDE, J. y FERNÁNDEZ BELMONTE, D. (2001): "El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular". *Investigaciones Geográficas*, 26, 41-58.
- MARTIN-VIDE, J.; LOPEZ-BUSTINS, J.A. (2006): "The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology* (en prensa).
- MARTÍN VIDE, J.; BARRIENDOS, M.; PEÑA, J.C.; RASO, J.M.; LLASAT, M<sup>a</sup>.C. y RODRÍGUEZ, R. (1999): "Potencialidad del índice NAO en la previsión de episodios de alta pluviometría en España". *Gerencia de Riesgos*, 67, 19-29, Madrid, Fundación Mapfre Estudios.
- NORRANT, C. y DOUGUÉDROIT, A. (2006): "Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000)". *Theoretical and Applied Climatology*, 83, 89-106.
- OMRANI, N.E.; LATIF, M. y GIORGETTA, M.A. (2006): "Troposphere-stratosphere coupling during strong stratospheric Northern Annular Mode". *European Geosciences Union General Assembly in Vienna*. Comunicación póster.
- PAREDES, D.; TRIGO, R.M.; GARCIA-HERRERA, R.; TRIGO, I.F. (2006): "Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: weather typing and storm-tracking approaches". *Journal of Hydrometeorology*, 7, 101-113.
- REX, M.; SALAWITCH, R.J.; VON DER GATHEN, P.; HARRIS, N.R.; CHIPPERFIELD, M.P. y NAUJOKAT, B. (2004): "Arctic ozone loss and climate change". *Geophysical Research Letters*, 31, L04116, doi:10.1029/2003GL018844.
- RODÓ, X.; BAERT, E. y COMÍN, F. (1997): "Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation". *Climatic Dynamics*, 13, 275-284.
- RODRÍGUEZ-PUEBLA, C.; ENCINAS, A. H. y SÁENZ, J. (2001): "Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices". *Hydrology and Earth System Sciences*, 5 (2), 233-244.
- SALADIÉ, O. (2003): *Variaciones y tendencia secular de la precipitación en el sector nororiental de la Península Ibérica (1850-2000)*. Tesis doctoral, Departamento de Geografía Física i AGR, Universitat de Barcelona.
- SÁNCHEZ LORENZO, A. (2006): Proyecto NUCLIER CGL2004-02325/CLI (Investigador principal: Dr. Calbó Angrill) - Comunicación personal de resultados preliminares-.
- SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, G. A.; MILLER, R. L.; RIND, D. (2001): "Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing". *Journal of Geophysical Research*, 106 (D7), 7193-7210.
- SIEGMUND, P. (2006): "Possibilities for extended-range forecasting based on stratospheric predictors". *European Geosciences Union General Assembly in Vienna*. Comunicación oral.
- STEPANEK, P. (2004): -AnClim- software for time series analysis. Department of Geography, Faculty of Natural Sciences, MU, Brno.
- THOMPSON, W.J. y WALLACE, J.M. (2000): "Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability". *Journal of Climate*, 13, 1000-1016.